

# EL MANTO DE NIEVE EN EL PIRINEO ARAGONÉS 2000 -2001

María Palomo Segovia  
Javier Ferraz Campo

CMT en Aragón, La Rioja y Navarra. INM

## RESUMEN

Los datos de observación de la red nivometeorológica se comparan con el espesor del manto de nieve de la cadena SAFRAN-CROCUS-MEPRA de la campaña de nieve estacional 2000-2001 en el Pirineo aragonés. Los resultados ponen de manifiesto la calidad del dato procedente del modelo y sus limitaciones. El conocimiento de la distribución de la nieve por macizos y tramos de altitud, permite disponer por primera vez de una aproximación cuantitativa, espacial y temporalmente, de la nieve estacional en la Cordillera y advierte de las precauciones que se deben tomar al utilizarla en los trabajos operativos.

### 1. Características de la cadena

La cadena SAFRAN/CROCUS /MEPRA (SCM) fue concebida por el Centro de Estudios de la Nieve (Météo-France) para ayudar al predictor de riesgo de aludes en su trabajo de extrapolación para conocer el estado del manto de nieve fuera de los puntos de la red de observación. La modelización permite multiplicar espacialmente los puntos de simulación. SCM se compone de tres módulos: un sistema de análisis meteorológico SAFRAN, (Durand et al. 1993), un modelo de evolución del manto de nieve CROCUS, (Brun et al. 1989,1992) y un sistema experto MEPRA, (Giraud 1992) que analiza los perfiles del manto de nieve simulado en términos de riesgo.

En nivometeorología, el área de trabajo habitual es el macizo (una región inferior, generalmente, a 2000 km<sup>2</sup>). El sistema de análisis SAFRAN considera que las condiciones meteorológicas son homogéneas a esta escala. Esta hipótesis permite cualquier interpolación en el seno del macizo en lo referente a las variaciones ligadas a la altitud, orientación, etc. El análisis utiliza el método de interpolación óptima. Como entrada SAFRAN utiliza los resultados del modelo de predicción ARPEGE, imágenes de satélite y observaciones de diferentes redes de medida, entre ellas de red nivometeorológica. Por último, SAFRAN también utiliza informaciones climatológicas, en particular para el análisis de las precipitaciones.

CROCUS es un modelo unidimensional que calcula la evolución energética y másica del manto de nieve. Utiliza los datos analizados por SAFRAN y simula los parámetros siguientes: temperatura, densidad, contenido en agua líquida y tipo de grano. Su originalidad radica en el cálculo de las metamorfosis de los granos de nieve a partir de leyes experimentales. El albedo y la extinción de la radiación solar en la nieve depende del tipo de granos.

MEPRA analiza la estabilidad mecánica del manto y, a partir de ella, deduce el riesgo de alud según seis valores de riesgo.

### 2. Mapa de macizos y puntos de observación

El trabajo se va a centrar en tres macizos del Pirineo aragonés: Gállego, Sobrarbe y Esera, por disponer en cada uno de ellos de una estación de observación nivometeorológica con continuidad y calidad del dato representativa, y a una altitud que permite estudiar un manto estacional de varios meses de duración.

		Respomuso	Goriz	Estos	
Situación	Macizo		Gallego	Sobrarbe	Esera
	X (UTM)		7 218 471,029	7 470 137,616	7 852 795,525
	Y (UTM)		4 744 360,286	4 727 949,999	4 730 719,313
	Altitud (m)		2 180	2 215	1 890
	Dirección del valle		E - W	SE cerrada a NW	SE -NW
	Jalón	Orientación	Sur	Suroeste	Sureste
Tipo de suelo		Hierba y granito	Hierba corta	Hierba	
Observaciones		8 y 12 h.Z	8 y 12 h.Z	8 y 12 h.Z	

Tabla 1: Características de los puntos de observación.

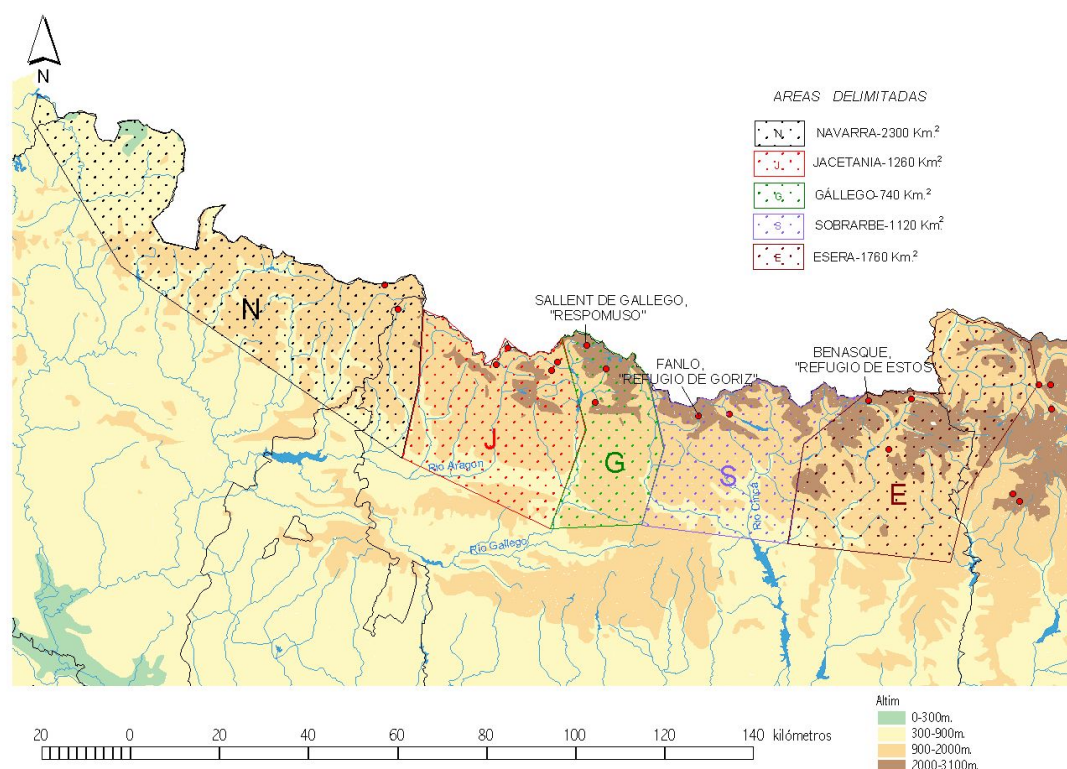


Figura 1: Macizos y puntos de observación nivometeorológica en el Pirineo navarro y aragonés.

### 3. Periodo de comparación

La temporada 2000 – 2001, que comienza en Octubre de 2000 y finaliza en Mayo de 2001. Se han utilizado también los últimos meses de la temporada 1999 - 2000.

### 4. Los espesores de nieve del modelo

A partir de los ficheros **AXXXLFPWaaaammddhmmBBB** de la cadena, que proporcionan información sobre el espesor del manto de nieve por macizos, tramos de altitud y orientación se han obtenido gráficas como la mostrada en la figura 2.

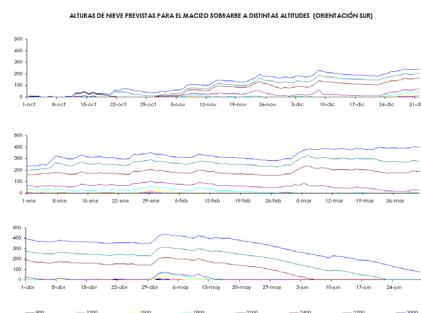


Figura 2: Altura de nieve para el macizo de Sobrarbe, orientación Sur, de la temporada 2000 – 2001.

### 5. Método de comparación

Las estaciones de observación están situadas en altitudes diferentes a las salidas directas del modelo. Para calcular el espesor de nieve a las altitudes de los puntos de observación, se ha hecho una interpolación lineal entre las dos salidas directas del modelo más próximas. Se compara el espesor de nieve previsto interpolado del modelo a la altitud del punto de observación y los datos reales de espesor del manto en ese punto.

Existe un desfase temporal entre el momento de la observación y el instante para el que están previstos los datos del modelo. Esta diferencia no es significativa en los resultados finales como se verá más adelante.

## **6. Representatividad de la observación**

Cuando la precipitación ocurre sin viento, caso raro en las tempestades de montaña, las cantidades de precipitación y las alturas de nieve medidas verticalmente son las mismas para todas las pendientes.

La altura media de nieve representativa de un entorno se determina con medidas hechas en varios puntos. En las nevadas con viento, esos puntos deberán ser más numerosos y cuidadosamente escogidos. Además, las precipitaciones en montaña siempre están muy influidas por la topografía y la posición relativa del relieve respecto al flujo rector de la perturbación meteorológica.

En las estaciones testigo, la altura de la nieve se mide a las 8 h Z, con un jalón fijo, en consecuencia, su valor representa exclusivamente el espesor del manto de nieve en ese punto concreto.

## **7. Representatividad de la salida del modelo**

Las salidas del modelo son valores que representan el espesor de nieve a las 06 h Z, en zonas llanas y en laderas orientadas al Norte y al Sur con una inclinación de 20 grados, por tramos de altitud de 300 m (desde 900 a 3000 m) y por macizo.

## **8. Espesores observados y simulados**

Las figuras 3 y 4 muestran los datos de la observación de los refugios de Respomuso, Góriz y Estós y los datos del modelo a la misma altitud para las dos orientaciones, Norte y Sur, y para los macizos Gállego, Sobrarbe y Esera.

El conjunto de datos de altura de nieve de la temporada pueden dividirse en tres tipos:

### **8.1 Hay acumulación en modelo o/y en los datos de observación**

Del total de la temporada 2000 - 2001, unos 210 días, se han estudiado con detalle 85, todos ellos con nieve acumulada en la observación, en el modelo o en ambos durante las últimas 24 horas pero con valores significativamente distintos y de forma similar se ha hecho para los meses de Marzo, Abril y Mayo de 2000.

Se ha utilizado toda la información disponible: tiempo presente, pasado, diferentes medidas de la precipitación (jalón, placa de nieve reciente y pluviómetro), otros puntos de observación, observaciones a diferentes horas y los mapas meteorológicos.

Entre las razones que causan las citadas discrepancias de valores se han encontrado las siguientes:

El **viento** es uno de los factores que más condiciona la distribución espacial de la precipitación en forma de nieve. Los efectos del viento se manifiestan también después de las nevadas y muy frecuentemente en las horas que siguen a éstas. Los cristales, los gránulos, o incluso partículas de costras y placas, pueden ser movilizados de la superficie y transportados a otros lugares. Esto hace que la altura de nieve no sea homogénea en zonas de la misma altitud incluso aunque estén muy próximas. Las acumulaciones en áreas adyacentes de pendiente similar pueden variar según un factor superior a 10 (R.I. Perla, M. Martinelli.).

Estos efectos son especialmente notables en los casos de nieve reciente sin cohesión y en las diferencias que se observan en los espesores y calidades a barlovento y sotavento del viento dominante, tanto en las situaciones de nevada como en los periodos entre nevadas.

El **ruido del modelo** se presenta como consecuencia del ruido del modelo meteorológico y se ha detectado en situaciones de precipitaciones muy débiles. Cuantitativamente no es significativo pero sí puede serlo en cuanto a presencia o ausencia de precipitación y a su forma.

El **espesor de nieve acumulado en 24 horas** obtenido de los datos de la cadena y los que se deducen de los partes NIMET presenta las siguientes características:

Es más frecuente que la cantidad de nieve “reciente” dada por el modelo sea inferior a la observada. Un 19 % frente a un 4% en que se apreció de forma significativa una menor cantidad de nieve en los puntos de observación.

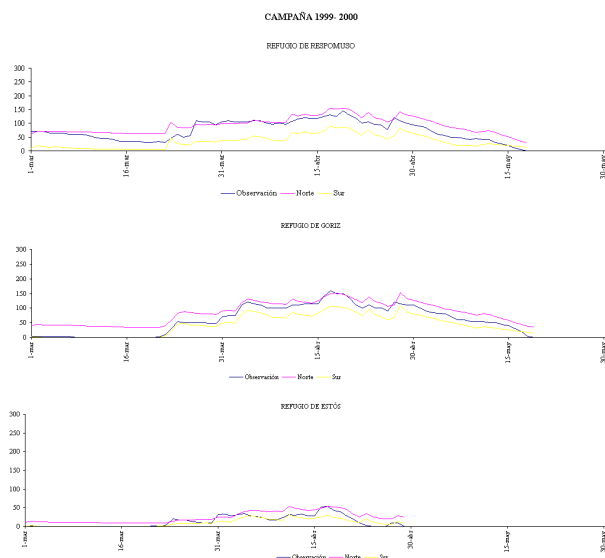


Figura 3: Gráficas de altura de nieve real y prevista por el modelo.

En las perturbaciones meteorológicas que existe un **flujo** rector de marcada **componente sur**, es mayor el numero de casos en que la altura de nieve caída es superior en las estaciones de observación que la prevista por el modelo.

En algunos casos se aprecia un error en el **límite lluvia – nieve** que indica que la precipitación del modelo y la medida son del mismo orden pero el modelo no acierta la altitud de cambio de forma de las precipitaciones. Este error se presenta en los dos sentidos.

Existen pocos casos de **diferencias espaciales** donde tanto la realidad como las salidas del modelo dan cantidades de nieve muy diferentes de unas a otras zonas, pero las zonas no son concordantes.

Los datos de la cadena están referidos a las 6 h. Z mientras que los procedentes de la observación son de las 8 h. Z. Cuando la precipitación coincide entre la hora del dato previsto y el momento de la observación se producen **diferencias temporales** que son poco significativas si consideramos la campaña completa.

Cuando nieva en el estrato superior y no lo hace en el estrato inferior se produce una **incertidumbre en la interpolación**. En estos casos la interpolación sólo es posible si ha nevado en la estación.

Como veremos más adelante la disminución de espesor normalmente es menor en la cadena que la realidad. En dos ocasiones en la campaña 2000 - 2001 la ablación del modelo superó de forma notable a la de la observación.

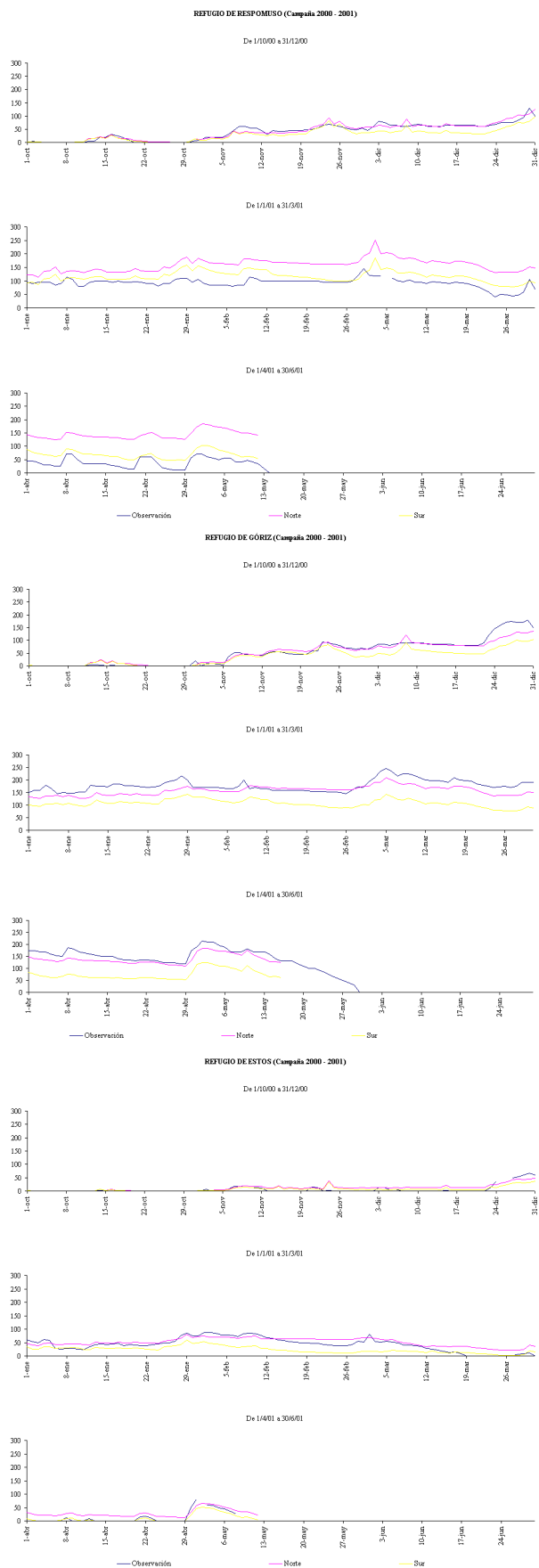
## 8.2 Hay variación del espesor del manto por apelmazamiento o ablación

El modelo determinista CROCUS simula la evolución de la estratigrafía, es decir, la superposición de capas de nieve de características morfológicas muy diferentes, y considera la evolución del tipo de nieve con lo que consigue una mejora significativa del cálculo del apelmazamiento y del albedo, el cual controla una parte muy importante de los intercambios térmicos con la atmósfera. Estas características consiguen una adecuación entre las capas numéricas y las observadas.

Pero si con el apelmazamiento y las metamorfosis se obtienen buenos resultados, sin embargo, y aunque el modelo mediante SAFRAN estima a nivel del suelo el módulo del viento, los resultados a efectos de la ablación y acumulación no son tan satisfactorios.

## 8.3 El manto disminuye por fusión

En todos los puntos de observación, en los momentos que se produce la fusión, especialmente al final de la temporada, y para las dos campañas de las que disponemos de información se aprecia una disminución más rápida del manto de nieve en los datos diarios procedentes de las observaciones que en la información suministrada por el modelo.



**Figura 4**

## 9. Estudio cuantitativo

	1999 - 2000						2000 - 2001					
	R-MN	R-MS	G-MN	G-MS	E-MN	E-MS	R-MN	R-MS	G-MN	G-MS	E-MN	E-MS
MES	C.C.	C.C.	C.C.	C.C.	C.C.	C.C.	C. C.	C.C.	C.C.	C. C.	C.C.	C. C.
OCTUBRE							<b>0,90</b>	0,90	0,13	<b>0,18</b>	0,71	<b>0,79</b>
NOVIEMBRE							<b>0,86</b>	0,85	0,94	<b>0,89</b>	0,24	<b>0,23</b>
DICIEMBRE							<b>0,79</b>	0,78	0,88	<b>0,85</b>	0,96	<b>0,96</b>
ENERO							<b>0,47</b>	0,47	0,73	<b>0,72</b>	0,78	<b>0,79</b>
FEBRERO							<b>0,37</b>	-0,13	-0,04	<b>0,62</b>	0,86	<b>0,96</b>
MARZO	0,75	0,75	0,99	0,99	0,86	0,93	<b>0,86</b>	0,85	0,89	<b>0,93</b>	0,91	<b>0,70</b>
ABRIL	0,69	0,68	0,84	0,83	0,75	0,72	<b>0,90</b>	0,83	0,93	<b>0,89</b>	0,58	<b>0,84</b>
MAYO	0,98	0,89	0,99	0,96			<b>0,92</b>	0,85	0,97	<b>0,91</b>	0,82	<b>0,89</b>
TEMPORADA	0,89	0,85	0,99	0,98	0,86	0,87	<b>0,67</b>	0,84	0,97	<b>0,91</b>	0,91	<b>0,87</b>

Tabla 2: Coeficientes de correlación

Al estudiar los residuos, se observa una correlación de primer orden caracterizada porque el residuo de cada observación está relacionado con el de la observación anterior. El modelo una vez que comienza a funcionar el 1 de agosto no corrige las alturas de nieve simuladas con las observaciones in situ, en consecuencia, a veces, en las gráficas se manifiesta un sesgo basado en un error inicial.

Los meses con menor coeficiente de correlación son aquellos en los que la cantidad de nieve es muy pequeña o se dan periodos sin nieve, excepto el mes de febrero en Respomuso donde se manifiesta el diferente comportamiento de las laderas Norte y Sur.

## 10. Conclusiones

Al disponer solamente de una temporada completa y por la poca representatividad de los datos de observación, las conclusiones sólo pueden ser provisionales.

Entre los datos de las observaciones y de las simulaciones, la correlación es buena o muy buena aunque existan puntualmente discrepancias que revelan las dificultades intrínsecas de estos modelos.

Los efectos del viento no están recogidos en toda la complejidad que le confiere la orografía y la topografía.

La fusión se produce a un ritmo menor en el modelo que en los espesores observados.

En general, hay buena correspondencia cuando la nieve se deposita en ausencia de viento o con poco viento.

También existe buena correspondencia entre la compactación de la nieve real y la prevista por el modelo

Parece insinuarse una tendencia a atenuar las precipitaciones en las situaciones de componente sur.

En conjunto es una herramienta muy útil y de momento única para conocer el espesor de nieve en el Pirineo con una aproximación suficiente para el estudio de la estabilidad del manto, las aplicaciones hidrológicas y el seguimiento de las variaciones del clima.

## Referencias

Brun, E. y otros, 1989: An numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, (38), 128, 13-22.

Brun, E. y otros, 1989: An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, (35), 121, 333-342.

Durand, Y. y otros, 1993: A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Journal of Glaciology*, (18), 65-71.

Durand, Y. y otros, 1998: Short-term numerical avalanche forecast used operationally at Météo-France over the Alps and Pyrénées. *Journal of Glaciology*, (26), 151, 357-366.

Durand, Y. y otros, 1999: A computer-based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, (45), 151, 469-484.

Giraud, G. y Navarre, J.P., 1994: Sensitivity of the French Alps snow cover to the variation of climatic variables. *Annals Geophysicae*, (12), 469 - 477.

Martín, E., 1998 : La Chaîne SAFRAN/CROCUS /MEPRA: Developpement, Utilisation Opérationnelle et Perspectives. *Ateliers de Modélisation de L'Atmosphère*.

Perla, R.I. , Martinelli, M., 1975 : Avalanche Handbook. Fort Collins, Colorado.